DEPOSITOS DE FLUJOS GRAVITATORIOS EN EL BURDIGALIENSE DE «ES RACÓ D'ES GALL - AUCONASSA» (Sóller, Mallorca)

Luis Pomar Goma (*) y Guillermo Colom Casasnovas (**)

RESUMEN

Se describen las características sedimentarias de unos depósitos burdigalienses de la Sierra Norte de Mallorca, cerca de Sóller. Se interpretan éstos como depósitos de flujos gravitatorios («Grain-flow», «Mass-flow», «Debris-flow» y turbiditas), recubiertos por materiales margosos del Keuper y calcáreo-dolomíticos del Lias, de origen olistostrómico; todos ellos se han formado en medio marino a no mucha profundidad e implican la existencia de relieves acusados y de zonas emergidas próximas que sugieren una movilidad téctónica anterior y contemporánea a su deposición.

RESUME

On dècrit les caractéristiques sèdimentaires de certains dépôts burdigaliens de la Sierra Norte de Mallorca, près de Sóller. On les interpréte comme dèpôts de fluxes gravitacionelles («Grain-flow», «Mass-flow», «Debris-flow», turbidites) recouverts par des matériaux marneux du Keuper et calcaire-dolomitiques du Lias, d'origine olistostromique; ils se sont tous formées dans un moyen marin à des profondeurs assez courtes et ils montrent l'exitence d'importants reliefs et des zones émergées proches que suggérent une movilité tectonique précédante et contemporaine a sa déposition.

* Facultad de Ciencias de Baleares. Palma de Mallorca (Baleares).

** Isabel II, 19. Sóller (Baleares).

ABSTRACT

A description is given of the sedimentary characteristics of some Burdigalian deposits in the Sierra Norte of Mallorca, near Sóller. They are interpreted as gravity flows (Mass-flow, Grain-flow, Debris-flow and turbidites) covered with marly material from the Keuper and dolomitic limestones from the Lias, of olistostromic origin. They are all formed in a shallow marine environment, and imply the existence of sharp relief and nearly land surfaces, which suggests tectonic movility before and accompanying their formation.

1.—INTRODUCCION

Los sedimentos neógenos de la Sierra Norte de Mallorca fueron ya señalados por LA MARMORA (1835), HAIME (1855) y BOUVI. HERMITE, FALLOT, DARDER y COLOM los atribuyen al Burdigaliense. FALLOT (1914, 1922) distingue en el Burdigaliense de Mallorca dos grupos de facies: el septentrional caracterizado por mangas azules, areniscas y conglomerados con *Amphistegina, Clypeaster,* y *Pecten* y el meridional formado por molasas blancas y amarillentas. COLOM (1975) precisa la existencia de tres grupos de facies correspondientes a las actuales posiciones de la Sierra Norte, la Región Central y las Sierras de Levante, caracterizados respectivamente por conglomerados y margas con Globigerinas, por glauconita y Diatomeas (moronitas) y por calizas y calcarenitas.

FALLOT (1914, 1922) interpreta la existencia de tres grandes escamas de corrimiento en dirección al NW en la Sierra Norte, por la posición de los afloramientos de Burdigaliense; estos corrimientos se situan entre el final del Burdigaliense y en principio del Vindoboniense (FALLOT, 1914-1922; DARDER, 1921, 1924). ESCANDELL y COLOM (1960) señalan la existencia de plegamientos intraburdigalienses en la zona de Alcudia, que junto con los movimientos preaquitanienses que señalan COLOM y SACARES (1977) en la Región Central, constituyen el preludio de la gran fase postburdigaliense. FALLOT (1922) cita, sin embargo, un paso gradual entre el Burdigaliense y el Oligoceno en la región central.

Es importante señalar también, de cara a este estudio, el desarrollo de facies «flyschoides» en la parte NW de la Sierra Norte, citado por FALLOT

(1922) y las asociaciones faunísticas anormales (mezcla de elementos planctónicos en las areniscas y pudingas) señaladas por FALLOT (1922) y COLOM (1975).

COLOM en su trabajo de síntesis (1975) establece para la Sierra Norte la siguiente sucesión vertical de sedimentos marinos y litorales, de abajo a arriba: Conglomerados (5-6 m.), Calizas y Areniscas (20-30 m.), Calizas zoógenas, Margas arenosas y Margas con Globigerinas. Este mismo autor señala un episodio regresivo en el Burdigaliense superior, registrado en los depósitos lacustres de los llanos de la zona central (OLIVEROS et alt., 1959); esta cuenca se hallaría rodeada por la Sierra Norte y por las Sierras de Levante que constituyen unos relieves en proceso de elevación (COLOM, 1975; pág. 376).

BOURROUILH (1973) interpreta procesos delapsionales en la región de Artá, durante el Aquitaniense - Burdigaliense. Para este autor existen varias fases tectónicas entre el Burdigaliense y el Vindoboniense, que provoca pliegues, cabalgamientos y juego de fallas de zócalo.

Entre el Puig Major y Deià, el Burdigaliense ha sido tratado por FALLOT (1922), COLOM (1968) y COLOM y RANGHEARD (1973). FALLOT describe el afloramiento de Deià (Son Marroig) con conglomerados, calizas detríticas, margas y areniscas con fauna litoral, así como los afloramientos de la ladera norte del Puig Major que contiene niveles lacustres intercalados entre las formaciones marinas. COLOM estudia con detalle la paleontología de los depósitos burdigalienses del pié del Puig Major y elabora un ensayo de reconstrucción paleogeográfica. Finalmente COLOM y RANGHEARD describen nuevos afloramientos de Burdigaliense lacustre de Son Marroig, en Cala Valldemossa, en el Puig de Fátima y en el Puig de Pedriza; estos autores interpretan el Burdigaliense transgresivo y discordante sobre el conjunto de Trías y Lías y a su vez cabalgado por el Keuper y Lías de la segunda serie tectónica de FALLOT.

En este trabajo se estudia en detalle la sedimentología de un afloramiento de Burdigaliense situado en la zona de «Es Racó d'es Gall - Auconassa», cerca de Sóller (Fig. 1). Con él se evidencia la necesidad de un estudio sedimentológico más profundo de los depósitos burdigalienses de Mallorca, que permita precisar la significación ambiental de sus facies a la vez que, y de

forma indirecta, sirva de base a la revisión de las interpretaciones tectónicas existentes sobre esta isla.

2.—DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

La serie burdigaliense que aparece en «Es Racó d'es Gall - Auconassa» comprende dos unidades sedimentarias claramente diferenciadas: una unidad inferior conglomerática y una unidad superior constituída por margas rojas del Keuper, dolomías liásicas y niveles areniscosos burdigalienses, dispuestos todos ellos en forma desordenada (Fig. 2). La unidad inferior se halla adosada a una gran masa de Lías dolomítrico de paredes subverticales y presenta en su interior una cicatriz que se halla fosilizada por niveles de conglomerados de areniscas y de margas rojas.

LA UNIDAD INFERIOR CONGLOMERATICA

Posee un espesor visible de 120 m. en la parte NE del afloramiento, donde se halla fosilizando la masa dolomítica que constituye un paleorelieve; toda esta unidad presenta en su conjunto una pendiente suave (20°) hacia el SW, hundiéndose en esta dirección bajo el nivel del mar.

Está constituída por una sucesión de cuerpos que son conglomeráticos en un tramo basal y areniscosos en su tramo superior y en la parte frontal de los mismos. La superficie de contacto entre estos cuerpos es plana y localmente erosiva (Fig. 2).

Las características topográficas del afloramiento impiden la realización de un análisis secuencial completo de esta unidad, pero a partir de observaciones en distintos puntos de la misma se han podido determinar las siguientes características:

a) Los conglomerados están constituídos por cantos predominantemente mesozoicos —Lías, Muschelkalk y Keuper (rocas volcánicas)— y en menor proporción terciarios —del propio Burdigaliense—, bien rodados, tamaño medio 10 cm. con matriz fundamentalmente micrítica que contiene litoclastos mesozoicos y bioclastos (Briozoos, Ostréidos, Equínidos...) tamaño arena. Esta composición es constante dentro de cada cuerpo conglomerático pero varía de un cuerpo a otro en lo referente a la redondez de los

cantos y al contenido en arcillas de la matriz, así como en la proporción y tamaño de los elementos burdigalienses; estos últimos están constituídos por grandes fragmentos de Ostréidos, Rodofíceas, Porítidos, Briozoos, Pectínidos, Equínidos, etc. y van siempre asociados con cantos con perforaciones de esponjas y de moluscos.

b) Los conglomerados son en general masivos, sin gradación ni orientación de los cantos, presentando ocasionalmente una estratificación paralela a la base, marcada por recurrencias de granuloclasificaciones positivas y negativas sucesivas; también se observan de forma ocasional niveles con granuloclasificación negativa que soportan grandes bloqes en la parte superior. Estas estructuras internas son más frecuentes en la parte alta de los cuerpos conglomeráticos y hacia su parte frontal; también son frecuentes las estructuras de deformación de cizalla sinsedimentaria en los niveles estratificados (recurrencias).

c) El paso de los conglomerados al nivel arenoso se realiza a través de un tramo en el que el tamaño de los cantos decrece rápidamente al tiempo que se incrementa la proporción de matriz arenosa; los cantos flotan en la matriz y localmente se disponen en hiladas paralelas a la base.

d) Las areniscas que constituyen la parte superior y la parte frontal de cada cuerpo son masivas, de grano grueso y contienen grandes fragmentos de Ostréidos, Briozoos, Rodofíceas, Porítidos, caparazones enteros de *Scutella* y *Clypeaster*, así como Globigerinas, Miliólidos, *Amphistegina*, púas de equínido, púas de esponja, etc.

e) Las facies de los cuerpos que constituyen la Unidad Basal parecen corresponder a las facies de tipo A «Arenáceo - conglomerática» descritas en MUTTI y RICCI LUCCHI (1972).

f) Todo el conjunto de cuerpos de la Unidad Inferior evolucionan en la vertical hacia una mayor proporción de niveles arenosos con abundantes elementos bioclásicos, al tiempo que disminuye el tamaño de los cantos en los niveles conglomeráticos.

La cicatriz existente en esta Unidad, presenta un afloramiento de reducida extensión, que impide la determinación de su morfología. Los materiales que la rellenan se hallan constituídos por: un banco inferior de bloques, un nivell intermedio de areniscas y margas y un nivell superior caótico de margas y bloques (Fig. 3).

El banco inferior, está constituído por grandes fragmentos de dolomías liásicas, por bloques de conglomerados burdigalienses toscamente redondeados y por cantos rodados de materiales secundarios y terciarios. Los fragmentos de dolomías liásicas alcanzan tamaños de hasta 15 m. de diámetro medio, están fuertemente brechados y carstificados y localmente presentan perforaciones de esponjas y de moluscos; el relleno de estas perforaciones orgánicas es extraordinariamente rico en bioclastos de organismos litorales (1) en contraposición a la matriz arenosa de este banco, exclusivamente litoclásico. Los bloques de conglomerados son de igual composición que los cuerpos conglomeráticos de la Unidad Inferior, anteriormente descrita; esta afirmación es también aplicable a los cantos sueltos que constituyen el tercer componente de este banco.

El nivel intermedio se compone de una serie de capas «areniscosas» alternantes con niveles margosos sin organización interna y con niveles de conglomerados (Fig. 5). Los niveles «areniscosos» tiene granuloclasificación positiva, con un intervalo inferior microconglomerático con estructuras de base y sin estructuras internas, un intervalo medio de areniscas con laminación paralela que se hace más fina el techo y un intervalo superior pelítico. En los intervalos de arenas muy finas aparecen estructuras de techo de lámina análogas a las «Rounded Ridges» descritas por FRIEDMAN y SANDERS (1974), de dirección NE-SW (Fig. 4), débil bioturbación y «Flame Structures» en los tramos pelíticos. Localmente se observan secuencias arenosas más complejas mostrando intervalos con laminación paralela alternando con intervalos masivos con granulclasificación positiva (Fig. 5). También aparecen deformaciones de cizalla sinsedimentaria, vergentes al SW, así como inyección de arenas fluidificadas en la base de los niveles de areniscas. Las capas de areniscas pueden asimilarse a las facies C de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) con representación de las secuencias Tab/de de BOUMA.

(1) El sedimento que rellena las perforaciones de moluscos es una calcarenita bioclástica con Melobesias, fragmentos de moluscos afectados de «fungi» y «algal y boring» de púas de equinidos, Amphistegínas *(A. lessoni)*, Globigerina, *Acerbulina* (forma muy litoral), Textularidos, etc. — escasos litoclastos mesozoicos, con abundante matriz micrítica, que rellena geopetalmente la porosidad intraclástica.

Lo niveles margosos están formados a partir de materiales del Keuper —arcillas rojas, rocas volcánicas básicas, carniolas...—, intermezclados de forma caótica; ocasionalmente pueden observarse estructuras de flujo viscoso-plástico (facies F de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1975).

Los niveles conglomeráticos, de potencia variable, presentan tramos masivos y tramos con gradación inversa; localmente se observan estructuras de flujo de colada, en la base de estos niveles (facies A. 2 de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1975).

Todos estos niveles presentan en su fracción arenosa una elevada proporción de bioclastos, con mezcla de elementos planctónicos (Globigerinas) y bentónicos litorales (*Amphystegina cf. lessoni, Elphidium,* Operculinas, Rotálidos, Moluscos, Briozoos, Rodofíceas, púas de equínido, púas de esponja...). La distribución de estos elementos en los distintos intervalos se manifiesta como un predominio de elementos bentónicos en los intervalos inferiores y de elementos planctónicos en los intervalos superiores.

Encima de los depósitos que rellenan la cicatriz, puede observarse una gran masa de dolomías liásicas (30 m. de longitud), dispuesta sobre un nivel fuertemente brechado (Fig. 3), que constituye un olistolito. (Facies F de MUTTI y RICCHI LUCCHI, 1975).

LA UNIDAD SUPERIOR

Recubriendo la Unidad Inferior se dispone un importante nivel de margas del Keuper, grandes masas de dolomías liásicas y bancos de areniscas burdigalienses (Fig. 2).

Los niveles de Keuper se extienden desde la carretera de Can Bleda als Bens d'Avall, hacia el SW, incrementando su espesor en esta dirección. Hacia el NE, y cerca del lugar donde aflora el zócalo de dolomías liásicas anteriormente citado, desaparecen estos depósitos por completo.

La base de estos depósitos presenta laminaciones de tipo cataclástico bien marcadas, que se amortiguan en la secuencia vertical hasta desaparecer; la parte media permanece con su estratificación original. Cartográficamente alcanzan gran extensión y llegan a cotas elevadas (más de 200 m. en Can Bleda).

Sobre estas margas aparecen grandes masas de dolomías liásicas, parcialmente sumergidas en ellas, y que pueden alcanzar tamaños considerables (250 m. de largo por 120 m. de ancho junto al Bar Els Bens d'Avall). Estas masas dolomíticas aparecen también dispuestas sobre el Lías del zócalo de todos estos depósitos; en este caso, la separación entre ambas masas dolomíticas se detecta a través de niveles de conglomerados burdigalienses intercalados, a través de niveles de brechas y a través de las areniscas burdigalienses inyectadas en las fisuras de las masas dolomíticas (tal es el caso de Muleta).

Sobre estos niveles de Keuper también se dispone un banco de calcarenitas de grano grueso, predominantemente bioclástico (caparazones enteros de *Scutella,* grandes fragmentos de Ostréidos, de Briozoos, de Bivalvos, *Amphistegina,* Miliólidos, Globigerinas, Rodofíceas y gran cantidad de foraminíferos inclasificables).

Estas areniscas burdigalienses no presentan ninguna estructura primaria, aunque se observa una textura ordenada de los clastos que adoptan una distribución paralela a la base. Localmente, se observan estructuras de fluidificación tipo «disch» en la parte central del banco. Según la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) estos bancos de areniscas masivas parecen encajar, con reservas, en la facies A. 1. La potencia de estos niveles suele oscilar sobre los 8 m.

Este banco calcarenítico evoluciona en la vertical a un nivel de 7 m. de potencia, que se inicia en la base con areniscas gruesas con cantos («matrix supported») y que evoluciona a conglomerados con granuloclasificación inversa y a una masa caótica de grandes bloques (hasta 1 m. de diámetro) con estructura cataclástica.

Los materiales que aparecen encima de estos niveles están constituídos por margas rojas con ofitas, margas grises y negras y carniolas del Keuper, por sedimentos areniscosos y conglommeráticos del Burdigaliense y por bloques más o menos grandes de dolomías del Lías; todos ellos afloran en disposición caótica, que hace extraordinariamente difícil, junto con la mala cantidad de los afloramientos, cualquier intento de reconstruir la secuencia vertical de los mismos.

3.—DISCUSION

Los sedimentos descritos corresponden a los depósitos del Burdigaliense inferior en su concepción tradicional (FALLOT, COLOM, ESCANDELL, DARDER, ver Bibliografía) que los considera cabalgados por una escama de calizas y dolomías mesozoicas con margas del Keuper como material plástico que actúa de lubricante.

Nuestras observaciones nos inducen a interpretar que los materiales estudiados en la zona de «Es Gallet-Auconassa», corresponden a depósitos formados por flujos gravitatorios («Grain-flow», corrientes de turbidez, «Mass-flow», «Debris-flow» y olistostromas) en un medio marino a no mucha profundidad, e implican la existencia de relieves acusados y de zonas emergidas próximas; todo ello sugiere la existencia de un frente tectónicamente activo, anterior y/o contemporáneo a la formación de dichos depósitos.

LA UNIDAD INFERIOR CONGLOMERATICA

Los bancos de conglomerados-areniscas, con base plana localmente erosiva progradan en dirección al SW a partir de un zócalo afectado por una pendiente elevada; dichos bancos, conglomeráticos en la base, evolucionan a términos arenosos con abundantes bioclastos del bentos litoral, en sentido horizontal y en sentido vertical.

Las estratificaciones existentes en algunos niveles conglomeráticos parecen corresponder a laminaciones y deformaciones producidas por flujo de colada (Debris-flow), mientras que en las areniscas, la existencia de cantos flotando en la matriz arenosa (matrix supported) y la disposición de éstos en niveles paralelos, la existencia de caparazones enteros de *Scutella,* la ausencia de estructuras de corriente así como la perfecta gradación entre areniscas y conglomerados dentro de un mismo banco nos sugiere procesos genéticos de flujo de granos (Grain-flow) que origina una diferenciación textural.

Debemos considerar, por otra parte, la removilización que presentan siempre los cantos afectados por perforaciones orgánicas, la ausencia de retrabajamiento por olas (Wawe ripples) en los tramos arenosos así como de estructuras de fluidificación, la presencia de bioclastos litorales que se incre-

menta en la secuencia vertical, la diferencia entre la composición de las areniscas y la del relleno de las perforaciones de moluscos que corresponden a aguas someras poco agitadas; todas estas consideraciones, si bien cada una de ellas no es indicativa por si sola, en su conjunto nos sugieren que la sedimentación de este nivel inferior se ha orignado por el transporte gravitatorio de elementos producidos en un área continental (conglomerados) y retrabajados en la zona litoral (perforaciones orgánicas, bioclastos litorales) y costera poco profunda (Rodofíceas, Corales, Briozoos), y que han sido redepositados a una cierta profundidad. La imposibilidad de estudiar los equivalentes laterales de estos depósitos, nos impiden comprobar la exactitud de tal interpretación.

Los depósitos que fosilizan la cicatriz existente en la Unidad Inferior presenta un afloramiento demasiado pequeño para poder precisar si dicha cicatriz, corresponde a una erosión de canal o bien a un vacío («Slump scar») producido por un proceso delapsional (HOEDEMAEKER, 1973); estos depósitos los interpretamos formados por flujo de coladas (Mass-flow) —niveles margosos con estructura caótica—, por corrientes de turbidez —niveles «areniscosos»— y por coladas de bloques (Debris-flow de MIDDLETON y HAMPTON, 1973) —conglomerados con gradación inversa y estructuras de cizalla en la base—. El contenido en elementos planctónicos y bentónicos de todos estos depósitos, indica un incremento —(cualitativo, no cuantitativo) en la profundidad de deposición. Los depósitos de «Mass-flow», margosos, representan mecanismos de introducción de materiales externos a la cuenca, y constituye un factor limitativo de profundidad (olistostroma de ELTER y TREVISAN, 1973).

LA UNIDAD SUPERIOR

La totalidad de los depósitos de Keuper de la unidad superior la consideramos generada por procesos delapsionales, que introducen en el interior de la cuenca, potentes tramos de margas rojas y grises en forma de coladas (Debris-flow); las estructuras de cizalla en la base las interpretamos como registro de un fujo laminar de colada.

Junto a las coladas de Keuper se produce la delapsión de grandes masas de dolomías liásicas que se introducen en el interior de la cuenca como olistolitos, patinando sobre el zócalo dolomítico y sobre niveles margosos olistostrómicos.

El nivel calcarenífico burdigaliense que se halla sobre las margas del Keuper, lo interpretamos como depósitos de flujo de granos (Grain-flow) afectados por fluidificaciones, si bien no descartamos una posible interpretación como depósito de colada (Debris-flow). Este nivel evoluciona a una colada de bloques (Debris-flow) de velocidad creciente hacia el techo. Consideramos estos dos tramos como producto de coladas superpuestas.

La gran complejidad y desorden que presentan los materiales (burdigalienses, jurásicos y del Keuper) que recubren las unidades descritas, parecen corresponder a una generalización de los procesos delapsionales, si bien admitimos la posibilidad de removilizaciones gravitacionales en épocas geológicas más recientes (quizás miocenas y aún pliocenas).

4.—CONSIDERACIONES FINALES

A partir de lo expuesto creemos puede establecerse que los materiales burdigalienses de «Es Gallet-Auconassa» corresponden a depósitos de flujos gravitarorios, con una componente principal en dirección al SW (paralelos a la línea de costa actual) y a depósitos olistostrómicos. La asociación de facies nos sugiere la deposición de todos estos materiales al pie de un escarpe submarino, próximo a una zona de influencia continental (desembocadura fluvial?).

Es importante resaltar el incremento de depósitos olistostrómicos que se observa en la secuencia vertical completa de este afloramiento (unidad inferior-unidad superior), durante el Burdigaliense. Si bien para los materiales que recubren las unidades descritas no puede descartarse la posibilidad de removilizaciones posteriores, la existencia de depósitos olistostrómicos intercalados entre depósitos turbidíticos burdigalienses, obliga a admitir que los procesos delapsionales ocurrieron ya durante el Mioceno inferior.

Las génesis gravitativa de los depósitos de «Es Gallet-Auconassa», puesta de manifiesto en este trabajo, obliga a reconsiderar la posición de dicho piso dentro de la evolución orogénica de la Sierra Norte. Si durante mucho tiempo se ha considerado que estos depósitos burdigalienses estaban afectados por un cabalgamiento de materiales mesozoicos, ocurridos en períodos postburdigalienses sus génesis gravitatoria señala la necesidad de revisar y de ampliar los conocimientos actuales sobre dicho piso. A partir de los da-

tos aquí expuesto solamente puede afirmarse la existencia de un relieve emergido y en un estado de equilibrio inestable, que hace que sedimentos originados en un área continental conglomerados), retrabajados en la zona litoral y grandes masas delapsionadas se introduzcan bajo la acción de la gravedad en el interior de la cuenca; ello es posible si se considera la existencia de una fase de movilidad tectónica anterior (creación del relieve) y simultánea (generalización de los procesos olistostrónicos) a la formación de estos depósitos sin poder precisar la naturaleza comprensiva o distentiva de dicha fase.

Cabe finalmente considerar la posible simultaneidad en el tiempo de estos procesos con los de análoga naturaleza evidenciados en la depresión Litoral Catalana por ESTEBAN y SANTANACH (1974) así como la existencia de depósitos conglomeráticos correspondientes a abanicos fluviales durante el Mioceno inferior en la vecina isla de Menorca puesto de manifiesto por ROSELL, OBRADOR y MERCADAL (1976). Todo ello nos induce a pensar que los depósitos descritos en este trabajo responden a procesos más generales que el ámbito de la sedimentología y de la evolución tectónica en nuestra isla y que bien pueden correlacionarse con las primeras fases de hundimiento que engendran el Mediterráneo durante el Mioceno inferior.

5.—AGRADECIMIENTOS

Debemos dejar constancia de nuestro agradecimiento al Dr. Oriol RIBA y al Dr. Juan ROSELL por sus orientaciones; al Dr. Antonio OBRADOR, D. Mariano MARZO y D. Pedro ANADON por la revisión y las críticas del manuscrito y al Dr. Mateo ESTEBAN, D. Francesc CALVET y D.ª Catalina SUREDA por sus críticas y observaciones sobre el terreno.

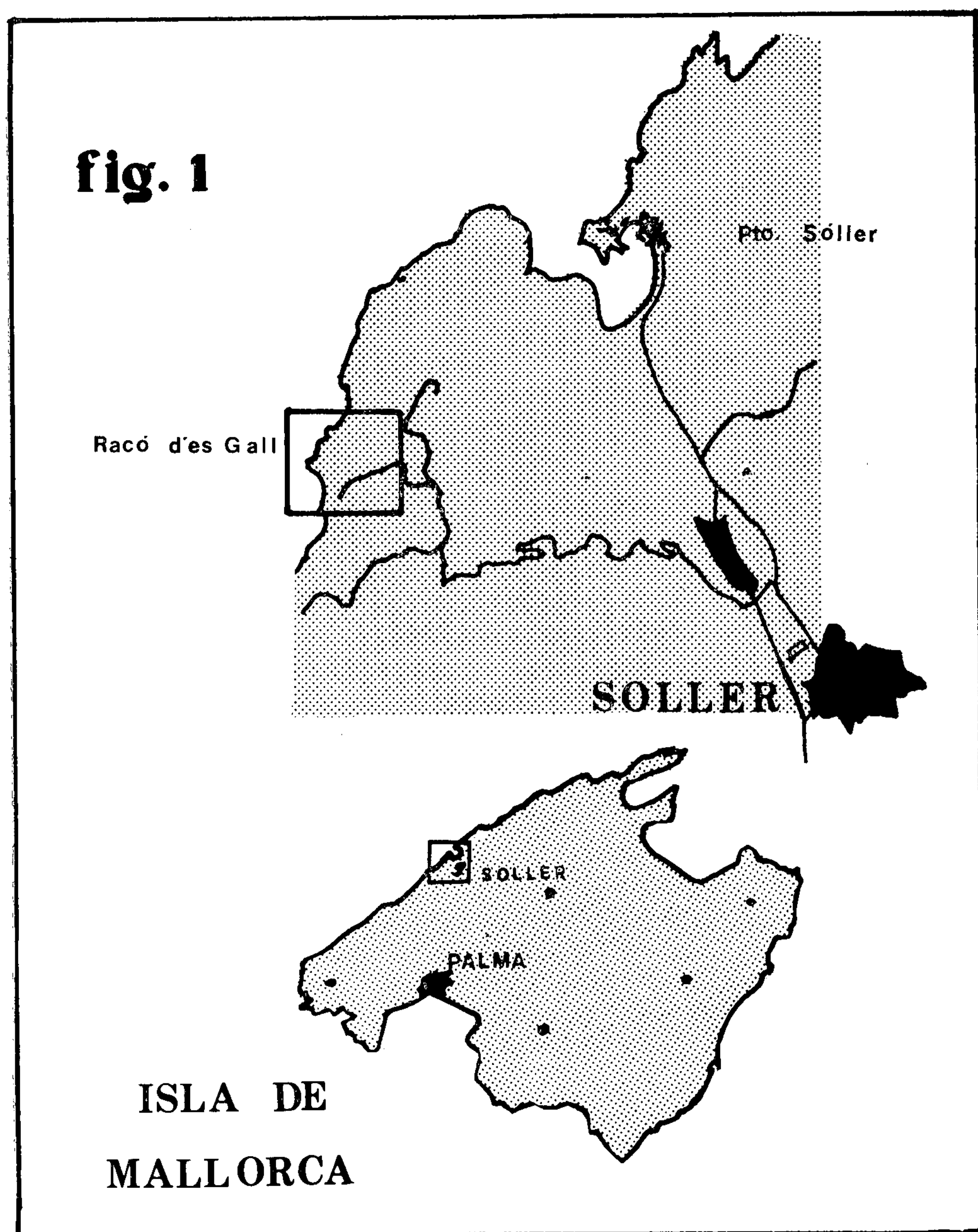


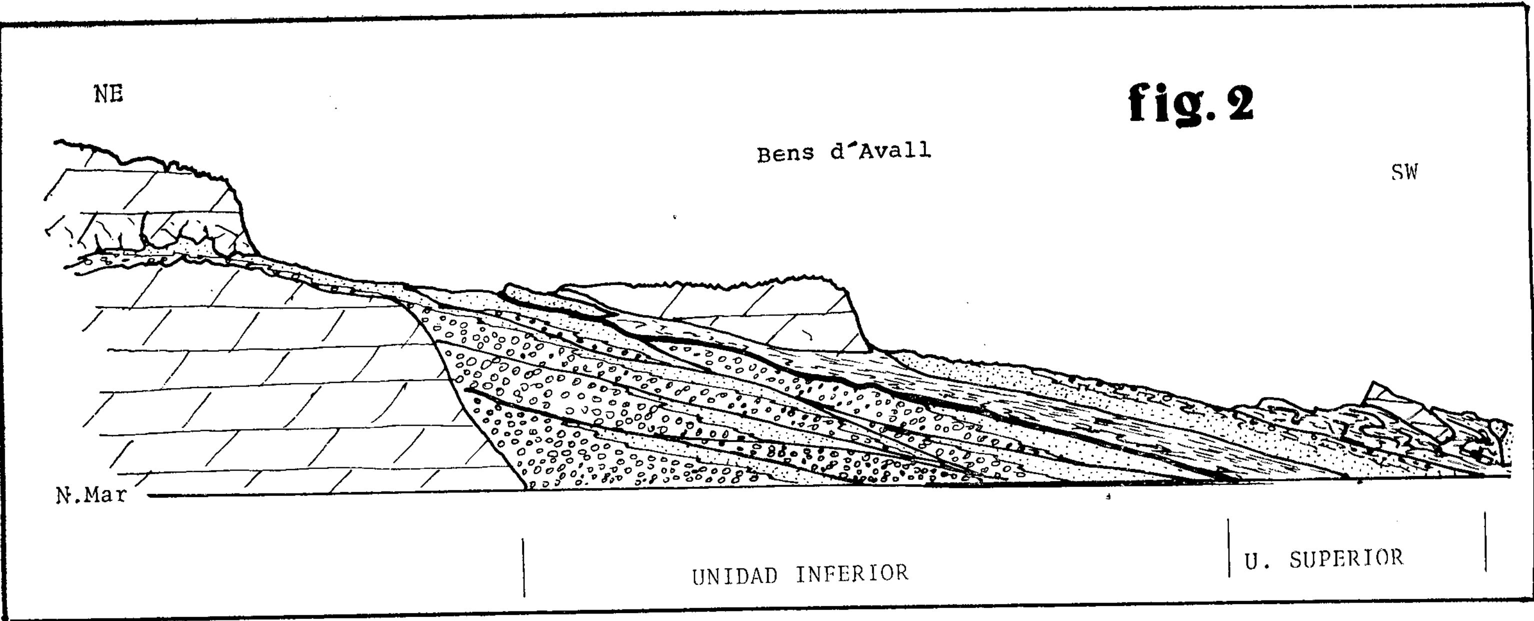
Figura 1. Situación geográfica.

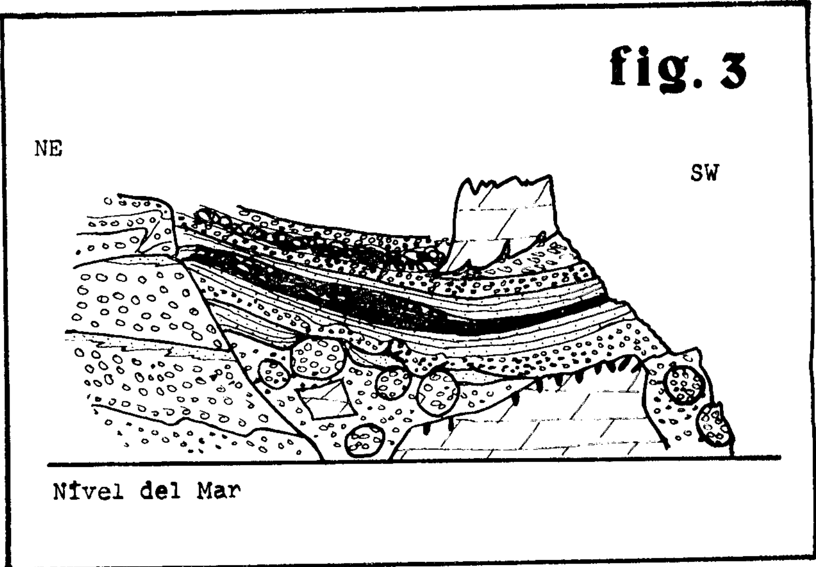
Figura 2. Corte general sintético del afloramiento de Burdigalense en «es Racó d'es Gall-Auconassa».

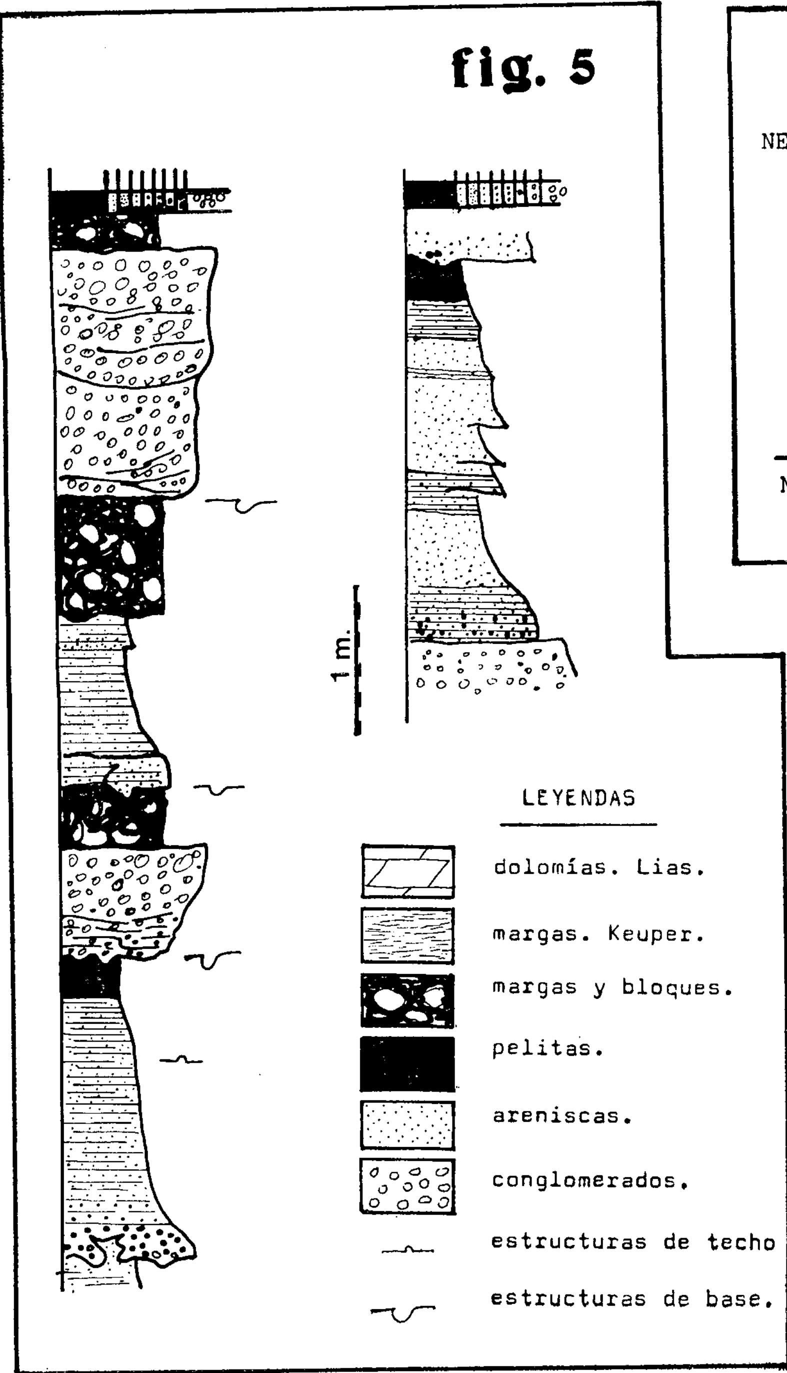
Figura 3. Corte de los depósitos burdigalienses que rellenan la cicatriz de la Unidad Inferior.

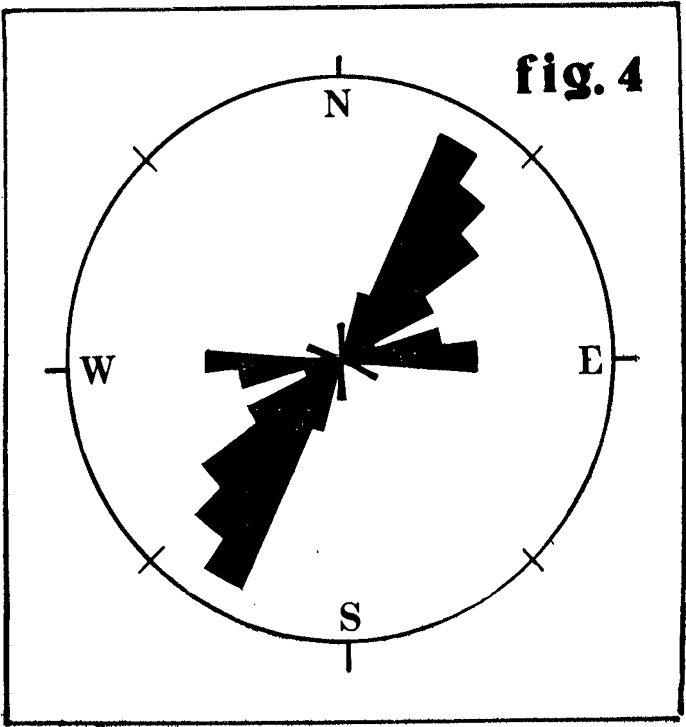
Figura 4. Orientación de las estructuras de techo de lámina, («Rounded-Ridges»?) en los depósitos turbidíticos.

Figura 5. Secuencias verticales de los depósitos que rellenan la cicatriz de la Unidad Inferior.


fig. 2
NE
Bens d'Avall
SW
N.Mar
UNIDAD INFERIOR
U. SUPERIOR


fig. 3
NE
SW
Nivel del Mar


fig. 5
1 m.
LEYENDAS
dolomías. Lias.
margas. Keuper.
margas y bloques.
pelitas.
areniscas.
conglomerados.
estructuras de techo
estructuras de base.


fig. 4
N
E
S
W

BIBLIOGRAFIA

BOURROUILH, R.: 1973. «Stratigraphie, Sedimentologie et Tectonique de l'Ille de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baleares).

Thése Doctorat es Sciences. Trav. Lab. Medit. ass. CNRS et Dep. Geol. Struc. Univ. Paris VI.

CARTER, R.M.: 1975. «A Discussion and Classification of Subaqueous Mass-Transport with Particular Application to Grain-Flow, Slurry-Flow, and Fluxoturbidites».

Earth-Sci. Rev., 11: 145-177.

COLOM, G.: 1946. «Los sedimentos burdigalienses de las Baleares».

Est. Geol, 3: 21-104.

COLOM, G.: 1958. «The age of the beds with *Miogypsina mediterranea* Brönnimann, on the island of Majorca».

Micropaleont. 4: 347-362.

COLOM, G.: 1967. «Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca». *Mém. R. Acad. Ci. Art. Barcelona*, 5 (5), 69 pp.

COLOM, G.: 1975. «Geología de Mallorca».

Inst. Est. Baleáricos; Dip. Prov. Baleares: 2 Vol. 522 pp.

COLOM, G.; SACARES, J.: 1977. «Estudio geológico en la región de Randa-Llucmajor, (SE de Mallorca)».

Rev. Balear, Inst. Est. Bal. (EN PRENSA).

DARDER, B.: 1921. «Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá».

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 21: 204-223.

DARDER, B.: 1924. «Sur l'âge des phénomènes de charriage de l'île de Majorque»

C. R. Acad. Sci. Paris; 88.

ELTER, P.; TREVISAN, L.: 1973. «Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines».

p.p. 175-188 in *Gravity and Tectonics* ,Ed. by DE JONG, K.A. and SCHOLTERN, R.; John Wiley and Sons.

ESCANDELL, B.; COLOM, G.: 1960. «Sur l'existence de diverses phases de plissements alpins dans l'île de Majorque (Baléares)».

Bull. Soc. Géol. France, Sér. 7, 2: 267-272.

ESCANDELL, B.; COLOM, G.: 1963. «Explicación de la Hoja núm. 670, SOLLER (Mallorca), del Mapa eológico de España».

Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.

ESTEBAN, M.; SANTANACH, P.: 1974. «Deslizamientos pravitacionales y olistostromas miocenos en el bajo Gaià y Campo de Tarragona».
Acta Geol. Hisp. 9: 117-126.

FALLOT, P.: 1914. «Sur la tectonique de la Sierra de Majorque».
C. R. Acad. Sci., Paris, 158: 645.

FALLOT, P.: 1914. «Sur la Stratigraphie de la Sierra de Majorque».
C. R. Acad. Sci. Paris; 158-817.

FALLOT, P.: 1922. «Etude Géologique de la Sierra de Majorque».
Thèse, Paris, 1 vol. 480. pág.

FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E.: 1974. «Positive-relief bedforms on modern Tidal Flat that resemble molds of Flute and Grooves; Implications for geopetal criteria and for origin ands classification of Bedforms.
Jour. Sed. Petrol. 44: 181-189.

TAIME, J.: 1885. «Notice sur la géologie de l'île de Majorque».
Bull. Soc. Géol. France, sér. 2, 12: 734-752.

HERMITE, H.: 1879. «Etudes géologiques sur les îles Baléares; première partie: Majorque et Minorque». (*Thèse,* Paris).
Bol. Com. mapa Geol. España, XV, Madrid 1888.

HOEDEMAEKER, J.: 1973. «Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain).
Scripta Geol. 19.

LA MARMORA, A.: 1835. «Observations géologiques sur les deux îles baléares».
Mem. R. Acad. Sci., Torino, V. 38, núm. 51.

LOWE, D.R.: 1975. «Water escape structures in coarse-grained sediments».
Sedimentology, 22: 157-204.

MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A.: 1973. «Sediment Gravity Flows: machanics of flow and deposition».
S.E.P.M. Pacific Section. Short Course 1973; Part 1: 1-38.

MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F.: 1972. «Le torbibiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies».
Mem. Soc. Geol. Ital. 11: 161-199.

MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F.: 1975. «Turbidite Facies and Facies Associations».
Ex. Turb. F. and F. Ass. Sel. Form. N. Appen. Libro guia Ex. I.A.S. n.° 211: 21-36.

OLIVEROS, J.M.; ESCANDELL, B.; COLOM, G.: 1959. «Nota preliminar sobre el hallazgo de lechos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca».
Not. Com. Inst. Geol. España; 55: 33-58.

ROSELL, J.; OBRADOR, A.; MERCADAL, B.: 1976. «Las Facies conglomeráticas del Mioceno de la Isla de Menorca».
Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 20: 76-93.